Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge)

von

F. Becke.

(Mit 1 geologischen Kartenskizze und 1 Profiltafel.)

Die vor mehreren Jahren gemeinsam mit meinem leider so früh heimgegangenen Freunde Max Schuster unternommene Untersuchung eines Theiles der mährisch-schlesischen Sudeten ist gegenwärtig in Bezug auf die Feldarbeit zu einem vorläufigen Abschluss gebracht. Auch die petrographische Untersuchung des sehr reichhaltigen Materiales ist soweit fortgeschritten, dass die weitere Durcharbeitung der Einzelheiten in Bezug auf die allgemeinen Resultate keine Änderung mehr voraussehen lässt.

Ich halte es daher für angezeigt, über die bis jetzt gewonnenen Ergebnisse, sowie über gewisse allgemeine Sätze, zu denen ich durch diese Untersuchungen geführt wurde, hier eine gedrängte Mittheilung zu veröffentlichen, und behalte mir vor, später nach Durcharbeitung des gesammten Materiales eine eingehendere Schilderung des hier skizzirten Gebietes zu geben. Für diese ausführliche Publication möchte ich auch den geschichtlichen Rückblick auf die Entwicklung unserer Kenntniss der Sudeten versparen.

Orographische Übersicht.

Der unter dem Namen »Hohes Gesenke« bekannte Theil der mährisch-schlesischen Sudeten liegt zwischen dem Ramsauer Sattel im Westen und Karlsbrunn im Osten, zwischen

Freiwaldau im Norden und Zöptau im Süden. Die Begrenzung des Gebietes ist nur zum Theile eine natürliche. Von Freiwaldau im Norden folgt sie aufwärts dem breiten Bielathal bis Waldenburg; bis hieher ist sie orographisch eine natürliche Grenze, geologisch jedoch nicht. Von Waldenburg über Gabel bis Karlsbrunn folgt sie einer NW streichenden grösseren Störungslinie, welche die jüngeren Phyllite und Schiefer des Altvater-Gebirgsstockes von älteren grobkrystallinen Gneissen der Urlichgruppe trennt. Von Karlsbrunn folgt sie der Grenze des Unterdevons gegen die unterlagernden krystallinen Schiefer, beiläufig parallel dem NO—SW streichenden Hauptkamm des Heidenzuges vom Peterstein über die Hohe Heide, Schieferheide, Backofen bis zu dem einsamen Wirthshaus zum »Berggeist« zwischen Zöptau und Römerstadt; auch hier ist die Grenze orographisch und geologisch eine natürliche. Von hier folgt die weitere Begrenzung dem krummen Lauf des Zöptauer Baches bis Petersdorf, dann dem Tessthal aufwärts bis Reutenhau und zieht von da über den Sattel von Primiswald nach Neu-Ullersdorf. Auf dieser ganzen Linie ist die Grenze des Gebietes eine willkürliche, da die Gneiss- und Schieferzüge über die Grenze hinüber nach SO fortsetzen. Von Neu-Ullersdorf folgt die Grenze dem Lauf des Bordthales bis Ramsau und weiter dem Staritzenbach bis Freiwaldau. Diese Linie folgt beiläufig dem Streichen der bekannten, bei Goldenstein und Lindewiese in ausgedehntem Abbau befindlichen Kalklager, ist jedoch auch als eine willkürlich gezogene Grenzscheide anzusehen. Im Ganzen begreift das so umschlossene Gebiet den höheren, gebirgigen Theil des Hohen Gesenkes in sich und schliesst die niedrigeren Vorhöhen aus. Aus dem Gesagten ergibt sich aber schon, dass es blos ein herausgerissenes Stück ist, worauf sich die ferneren Mittheilungen beziehen, so dass es nicht Wunder nehmen darf, wenn weit mehr Probleme aufgestellt als gelöst werden können. Die hier dargelegten Ansichten, zu denen ich durch eifriges Studium des von mir in Betracht gezogenen Bruchstückes geführt wurde, bedürfen der Ergänzung, Erweiterung, wohl auch Berichtigung durch Erfahrungen, die nur in den Nachbargebieten gemacht werden können.

Das ganze Gebiet wird durch die Tiefen-Linie Reutenhau — Winkelsdorf — Rother Berg-Pass Freiwaldau in zwei annähernd gleich grosse Gebirgsgruppen getheilt: Die Hochschaar-Kepernik-Gruppe im Nordwesten, das Altvatergebirge im Südosten.

In der Hochschaar-Kepernikgruppe bildet der Kepernik oder Glaserberg die centrale oder dominirende Höhe, von der strahlenähnlich die Thäler auslaufen. Die Hauptwasserscheide läuft vom Ramsauer Sattel über das Hochschaar, den Kepernik, senkt sich zum hochgelegenen Sattel der Querlehne, steigt nochmals an zur Bründlheide und senkt sich sodann zum Rothen Berg-Pass. Mit dem Kepernik hängt südlich der Fuhrmannstein und die Schwarze Leiten zusammen.

Die südöstliche Gruppe ist mannigfacher gegliedert. Hier sind 2 NW streichende Bergzüge vorhanden, die durch den NO streichenden Heidenkamm nach Art eines liegenden =| verbunden werden. Der nördliche der beiden Parallelzüge trägt die Fortsetzung der Hauptwasserscheide, erhebt sich vom Rothen-Berg-Pass über den Keiligberg, Uhustein, Kleinen und Grossen Seeberg zum Culminationspunkt des Gebirges, dem Altvater. Der südliche Parallelzug steigt von Reutenhau aus dem Tessthal über die Steinige Höhe und den Haidstein zum Ameishübel empor und setzt sich über die Lange Leiten und die Ochsenheide zum hohen Sattel der Krich fort, auf dem in wilder Bergeinsamkeit »Franzens Jagdhaus« steht. Zwischen die beiden Parallelzüge hat sich der Oberlauf des Tessflusses eingegraben, und bildet nicht nur eines der landschaftlich schönsten, sondern auch an Aufschlüssen reichsten Querthäler des Gebirges. Der Altvater hängt durch den Sattel bei der Schäferei und den sagenumwobenen Peterstein mit dem Heidenkamm zusammen; durch den Sattel bei Franzens Jagdhaus wird der Zug des Ameishübels mit dem ebenfalls dem Heidenkamm angehörigen Maiberg verknüpft. Der kahle und landschaftlich wenig Abwechslung bietende Heidenzug setzt sich von da über den Hirschkamm, die aussichtsreiche Schieferheide, den Backofen fort und senkt sich dann ziemlich rasch zum »Berggeist«.

I. Die Hochschaar-Kepernikgruppe.

A. Das Gneissgewölbe.

Der Bau dieser Gebirgsgruppe ist im Grossen ein sehr einfacher. Es ist ein grosses flaches Gneissgewölbe mit einer vielfach zerstückten Schieferhülle vorhanden. Nur die NO- Hälfte des Gewölbes fällt in das Gebiet, während im SW. der Gneiss sich weiter bis in die Gegend von Schönberg verfolgen lässt. In den tiefsten zugänglichen Partien besteht dieses Gewölbe aus einem ziemlich grobflasrigen, feldspathreichen Augengneiss. In einer feinkörnigen, hauptsächlich aus Plagioklas bestehenden Masse liegen bis haselnussgrosse, meist nur erbsengrosse verrundete Körner von Orthoklas, flache Linsen von Quarz und kurze Flasern von Biotit. Um die Orthoklase zeigen sich Partien von mikropegmatitischer Structur aus Plagioklas-Körnern mit eingewachsenen Quarzstengeln bestehend, durch welche die Orthoklase randlich corrodirt und resorbirt erscheinen. Accessorisch fanden sich Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit. Der Quarz enthält häufig Einschlüsse flüssiger CO_2. Das im Kern des Gewölbes ziemlich grobflasrige Gestein wird in den Randpartien feinkörniger; Muscovit stellt sich ein, einsprenglingsartig hervortretende Feldspathkörner bringen eine an's porphyrische erinnernde Structur hervor. Diese Randgneisse sind oft sehr glimmerarm. Parallel zu der Schieferung, die durch Biotitflasern und Quarzlinsen hervorgebracht wird und der äusseren Form des Gewölbes entspricht, zeigt sich eine deutliche Bankung, die oft wie Schichtung sich ausnimmt. Dazu treten noch zwei saigere, sich rechtwinklig durchkreuzende Kluftsysteme.

Gegen NO taucht der Gneiss unter die Schieferhülle, während er gegen SW in einem ausgedehnten Gebiete das herrschende Gestein bildet.

B. Die Schieferhülle.

Im Gegensatz zu dem einförmigen Gneisskern zeigt die Schieferhülle eine verwirrende Mannigfaltigkeit von Gesteinsabänderungen. Die Hauptmasse der Schiefer bildet ein schuppiger, glimmerreicher Glimmerschiefer; in der Nachbar-

schaft des Gneisses ist er hoch krystallinisch, enthält gleichsam porphyrisch hervortretende grosse Biotitschuppen, Krystalle von Granat und Staurolith und auf den massenhaft eingelagerten Quarzlinsen grobkrystallinische Partien, seltener Krystalle von rosenrothem Andalusit. In den vom Gneiss entfernteren Partien, insbesondere in den nach NW überlagernden Schichten, wird das Gestein undeutlicher krystallinisch und geht schliesslich in thonschieferähnliche Phyllite über. Ausser dem kurz geschilderten Hauptgestein finden sich noch in der Schieferhülle:

a) quarzitische Einlagerungen,
b) dichte, graphitische Schiefer, oft mit *a)* verknüpft,
c) eigenthümliche feinkörnig-schuppige, biotitreiche, plattige Gneisse,
d) feinkörnige bis dichte durch Gehalt an lichtgrünem Augit ausgezeichnete, calcitreiche Gesteine, oft mit *c)* wechsellagernd,
e) körnige Kalke,
f) mannigfaltige Hornblendegesteine.

In diese vom Gneiss regelmässig abfallenden Schiefer sind Lager von hellen, feldspathreichen Flasergneissen eingeschaltet, welche in Zusammensetzung und Structur mit den Randgesteinen des centralen Gneissgewölbes übereinstimmen.

Bei einigen dieser Lager ist der directe Zusammenhang mit dem centralen Gneissgewölbe zu erweisen; durch dieselben erscheint die Schieferhülle der NW-Seite in Schollen aufgelöst, die nach NO zusammenhängen, deren Enden nach SW isolirt in die Gneissmasse hineinragen. Die Gneisslager verhalten sich gerade umgekehrt.

Im beigegebenen Profil erscheint bei *a* das Ende einer solchen Schieferscholle. Weiter südlich verschwindet sie ganz und die Gneisslager I und II vereinigen sich zu einem einzigen. Noch weiter südlich verschwindet in gleicher Weise auch die Scholle *b* und es vereinigen sich die Parallellager und das centrale Gneissgewölbe zu einer einzigen Masse.

Durch diese Beobachtungen wird auch dargethan, dass die Grenze von Gneiss und Schiefer, die in den beschränkten Aufschlüssen concordant und der Schieferung parallel erscheint,

in Wirklichkeit nicht so concordant verläuft, dass der Gneiss dem Schiefer gegenüber durchgreifende Lagerung besitzt.

Die oben erwähnte grobkrystallinische Ausbildung des Glimmerschiefers ist an die Grenze von Gneiss und Schieferhülle gebunden und reicht im Maximum etwa auf 600 *m* Mächtigkeit von der Gneissgrenze. Innerhalb dieser Zone nimmt die Deutlichkeit der krystallinen Ausbildung mit der Annäherung an den Gneiss merklich zu; in unmittelbarer Nachbarschaft, insbesondere in den rings von Gneiss umschlossenen Schollen scheint Feldspathbildung in den Schiefern reichlich vorzukommen.

Mit der Überschreitung jener Grenze vollzieht sich ziemlich rasch der Übergang zu phyllitischen muscovitreichen, schliesslich thonschieferähnlichen Gesteinen, insbesondere regelmässig ist der Übergang in dem NW-Flügel der Schieferhülle.

Im SO, wo die Grenze überhaupt sich complicirter gestaltet, bilden die Schiefer eine Mulde. Der SO fallende, auf dem Gneiss aufliegende Schenkel zeigt allenthalben typische Entwicklung der Staurolith-Glimmerschiefer; im Kern finden sich grossentheils quarzitische Bildungen. Dem NW fallenden, vom Gneiss abgewandten Gegenflügel fehlen die deutlichen Staurolith-Glimmerschiefer fast durchwegs.

Hieraus ist zu schliessen, dass die Staurolith-Glimmerschiefer nicht einen stratigraphischen Horizont, sondern eine mit dem Gneiss-Contact zusammenhängende Ausbildungsweise der Schieferhülle darstellen.

Hiedurch erhält die Ansicht, dass das Gneissgewölbe der Kepernik-Hochschaar-Gruppe ein dynamo-metamorphes Intrusivgestein darstellt, eine wichtige Stütze.

II. Das Phyllitgebiet vom Rothen-Berg-Pass.

An die Schiefer-Mulde des Rothen Berges schliesst sich südöstlich ein Gebiet, in welchem Glimmerschiefer mit Gneiss-Einlagerungen und Schiefergneisse mit jüngeren phyllitischen Bildungen bei constantem NW-fallen, mehrfach wechseln. Dann folgt erst wieder eine grosse Antiklinale von deutlich krystal-

linen Schiefern — der Schiefergneiss-Sattel des oberen Tess-Thales. Ich fasse die erwähnten phyllitischen Züge als eingefaltete schiefe Mulden einer jüngeren Formation auf, jünger als die Glimmerschiefer der Hochschaar-Kepernikgruppe und des Rothen-Berges, und jünger als die Schiefer-Gneisse des Tess-Thales.

Es lassen sich zwei solche Phyllitzüge unterscheiden, die durch eine stellenweise nur schmale Zone von Schiefergneiss von einander getrennt sind.

A. Der Phyllitzug vom Uhustein.

Dieser kleinere nordwestliche Phyllitzug unterteuft scheinbar eine Gneiss-Einlagerung, die dem SO-Flügel der Rothen Berg-Mulde eingeschaltet ist. Der Zug besteht aus feinkörnigen, plattigen, dunkelgrünen Amphiboliten, graphitischen, phyllitähnlichen, häufig sehr intensiv gefältelten Glimmerschiefern und aus mächtigen Quarziten. Er streicht von Waldenburg am O-Abhang des grossen Keil hin, kreuzt den nördlichen Hauptkamm des Altvaterzuges am NW-Abhang des Uhusteins, streicht dann gegen das Knie des Tessflusses oberhalb Winkelsdorf und lässt sich an diesem Fluss bis unter das Forsthaus von Winkelsdorf verfolgen. In diesem Theile des Verlaufes enthält der dunkle Phyllit öfter braunrothe Granaten und kleine Staurolith-Krystalle.

Die insbesondere am N-Abhang des Uhusteins stark entwickelten Quarzite haben bisweilen ein conglomeratähnliches Aussehen.

B. Der Phyllitzug vom Kleinen Seeberg.

Der zweite Phyllitzug beginnt in ziemlicher Breite an der Linie Waldenburg-Gabelkreuz, setzt den N-Abhang des Leiterberges zusammen, übersetzt das Steinseifenthal in seinem hinteren Theile; mit beträchtlich verminderter Mächtigkeit überschreitet er an den Stechplänen am NW-Abhang des Kleinen Seeberges den nördlichen Hauptkamm, steigt am W-Abhang des Hausberges herab ins Tessthal, das er oberhalb der Tessbrücke bei Winkelsdorf überschreitet, und zieht sich als schmales Band an den W-Abhängen des Haidsteins bis in

den Dreigraben bei Wiesenberg. Auch dieser Zug besteht aus dunklen graphitischen Phylliten, Quarzitlinsen und Amphiboliten. In diesem Zuge ändert sich die Gesteinsbeschaffenheit sehr merklich im Streichen von NO nach SW. Der Unterschied zeigt sich am auffallendsten an den graphitischen Schiefern. Diese haben am NO-Ende des Zuges bei Waldenburg das Aussehen matter, kohliger, häufig intensiv gefalteter und fein gefältelter Thonschiefer. Die mikroskopische Untersuchung erweist das Vorhandensein von Quarz, Sericit, Chloritoid, Albit und kohligen Partikeln. Schon in der Tiefe des Steinseifengrabens nehmen sie stellenweise ein deutlicher krystallinisches Aussehen an, das namentlich durch das Eintreten von Quarz-Biotit-Neubildungen bedingt ist. Auf dem Querbruche erscheint körnige Textur, welche durch zahlreiche Feldspathkörner (Albit) hervorgebracht wird. Die Menge des Biotit nimmt zu, wenn man das Gestein im Thessthal und schliesslich im Dreigraben bei Wiesenberg wieder aufsucht. Hier treten dann auch noch Granat und Staurolith ins Gemenge ein. Einen beinahe gneissähnlichen Habitus haben die Gesteine, welche auf der steinigen Höhe westlich bei Zöptau auftreten und die ich für die südliche Fortsetzung dieses Zuges ansehe.

Bei den Quarziten ist die Änderung weniger auffallend.

Die Amphibolite sind im NO bei Waldenburg reicher an Chlorit als bei Wiesenberg und Zöptau.

C. Waldenburger Schiefer-Gneiss-Zone.

Die beiden Phyllitzüge sind durch eine stellenweise nur schmale Gesteinszone getrennt, die aus einem deutlicher krystallinischen, geschieferten, ziemlich feldspathreichen Gestein besteht und bei anhaltendem NW-Fallen eine starke Fältelung und oft bis ins Kleinste gehende Zerknitterung erkennen lässt. Bei Waldenburg erscheint dieses Gesteinsband in ziemlicher Breite (ca. 1000 *m*), verschmälert sich bedeutend gegen den SO-Abhang des Uhusteins, wo es in kaum 50 *m* Breite den Kamm überschreitet, und zieht sich dann in etwas grösserer Breite quer durchs Tessthal, folgt bei Winkelsdorf eine Strecke weit dem linken Tessufer und setzt endlich über die steinige Höhe gegen Wiesenberg fort.

Bei Waldenburg ist das Gestein ein feldspathreicher Schiefer mit viel Chlorit, grünem Biotit und Sericit. Schon im Tessthal tritt der Chlorit zurück; auf der steinigen Höhe ist brauner Biotit der bezeichnende Gemengtheil; dazu tritt noch braunrother Granat. Wenn man die beiden Phyllitzüge als schiefe Mulden auffasst, so erscheint dieses Gesteinsband als schiefer Sattel älteren Gesteins zwischen beiden. In der That zeigt das Gestein Übereinstimmung mit dem liegenden des Phyllitzuges vom Kleinen Seeberg, mit den hangenden Partien des nächsten Gebirgsgliedes.

III. Das Schiefergneiss-Gewölbe des Tessthales.

Südöstlich von den eben geschilderten Muldenzügen steigt ein aus krystallinen Schiefern und Gneissen bestehendes Gewölbe empor. Das Tessthal von Winkelsdorf aufwärts gibt von diesem Gewölbe einen lehrreichen Querschnitt. Unter den dunklen Phylliten und Quarziten des Phyllitzuges vom Kleinen Seeberg tauchen schiefrige Gneisse auf, in denen Biotit und Muscovit über den Feldspathgehalt bedeutend überwiegen; sie nehmen nach SO fortschreitend mehr und mehr Feldspath auf und gehen in feldspathreiche Gneisse über; niemals erreichen sie den Feldspathreichthum des Kepernik-Gneisses; noch weiter gegen SO gehen sie gegen den Altvater zu wieder in dünnschiefrige Gesteine über. In diesem ganzen Gebiet, besonders in der centralen Partie sind linsenförmige Einlagerungen und gangförmige Durchsetzungen von Pegmatit sehr häufig.

Die Parallelstructur der Gneisse folgt nur im Allgemeinen dem Schema eines Gewölbes und zeigt viele untergeordnete Biegungen. An manchen Stellen, besonders im südlichen Theil des Gebietes bei Wermsdorf, reicht NW-Fallen des Gneisses bis nahe an die Grenze des südöstlich anschliessenden Unterdevons. Hart an dieser ist aber an vielen Stellen das gefältelte Umbiegen der Schichten nach SO zu erkennen, aber meist durch ausgeprägte Fältelungsclivage mit steilem NW-Fallen der Structurflächen verhüllt.

In jenem Bezirk sind die Gesteine durch grüne Färbung ausgezeichnet, hervorgebracht durch Chlorit, grünen Biotit, Epidot und sehr ähnlich dem Gestein des Waldenburger

Schiefergneiss-Sattels. Bezeichnend ist ferner der Reichthum an Albit, die geringe Menge von Orthoklas; auch grobkörnige Gesteine zeigen diese mineralogische Zusammensetzung (Chloritgneiss = Phyllitgneiss der älteren Autoren). Diese Gesteine stellen keinen bestimmten stratigraphischen Horizont dar, sondern eine petrographische Ausbildungsform, welche an die Grenze mit überlagernden jüngeren Sedimenten geknüpft erscheint und am auffallendsten dort zu Tage tritt, wo das krystallinische Grundgebirge und das Unterdevon scheinbar in Wechsellagerung auftreten.

Weiter im Süden in der Gegend von Zöptau sind die Biotitgneisse zum grossen Theil durch mannigfach zusammengesetzte Amphibolgneisse und Amphibolite ersetzt; im Bereich derselben finden sich auch die Mg-reichen, aus Chlorit, Talk und Carbonaten bestehenden Topfsteinlager. Diese Amphibolite sind der Sitz der bekannten Zöptauer Mineralvorkommen (Albit, Epidot, Titanit, Quarz). Die Lagerungsverhältnisse werden hier noch durch das Auftreten massiger Gesteine in durchgreifender Lagerung complicirt (Granit am Erzberg und basische Ganggesteine).

Unterdevon.

Über dem SO-Flügel des Schiefergneissgewölbes im Tessthal liegt weiter am Hauptkamm der Hohen Heide metamorphes Unterdevon, bestehend aus Quarziten, lichten Quarz-Chloritoidschiefern und dunklen kohligen meist sehr fein gefältelten Phylliten. In der Fortsetzung dieses Zuges liegt die bekannte Fossil-Fundstelle am Dürren Berg bei Einsiedel. Bei vielen dieser Gesteine lassen sich Reste klastischer Structur nachweisen. Feldspathe scheinen ganz zu fehlen oder sind doch sehr spärlich vorhanden. Die Schichten zeigen durchwegs SO-Fallen, das aber in den Phylliten durch ausgeprägte Fältelungs-Clivage mit steil NW einschiessenden Structurflächen gänzlich verwischt wird.

Einlagerungen von grüngefärbten Schiefern treten in der Nachbarschaft der Gneissgrenze spärlich, weiterhin aber reichlich und in zusammenhängenden Massen auf (Römers Diorite und dioritische Schiefer, Talkschiefer der älteren österreichischen

Aufnahme); diese Gesteine sind umgewandelte basische Eruptivgesteine und deren Tuffe (Uralit-Diabas, schiefriger Uralitporphyrit).

Die Überlagerung des krystallinischen Grundgebirges durch das Unterdevon findet derart statt, dass letzteres theils auf feinkörnigen Schiefergneissen auflagert (Altvater, Karlsbrunn), theils an grobkörnige Chloritgneisse grenzt (Peterstein, Heide). Im letzten Falle dürfte die Grenze nicht durchwegs eine normale Auflagerungsgrenze sein, sondern durch Längsbrüche bedingt werden.

Vergleicht man die petrographische Zusammensetzung des Unterdevon mit jener der eingeklemmten Phyllitmulden, so ergibt sich eine überraschende Ähnlichkeit: Quarzite, schwarze Phyllite und Amphibolite, welche als umgewandelte basische Eruptivgesteine und deren Tuffe leicht erkennbar sind, setzen sie alle zusammen. Es wäre nicht unmöglich, dass jene eingeklemmten Phyllitmulden in der That eingefaltetes Unterdevon darstellen. Der Fortsetzung derselben nach NO und ihrem möglichen Zusammenhang mit der nördlichen Fortsetzung des Karlsbrunn-Würbenthaler Unterdevons in der Gegend von Reihwiesen und Zuckmantel nachzuspüren, wäre somit eine dankbare Aufgabe, welche jedoch nur ausserhalb des von mir untersuchten Gebietes gelöst werden könnte. Eine Schwierigkeit, die hart an der Grenze des hier besprochenen Gebietes eintritt, ist die in der Einleitung erwähnte Störungslinie Waldenburg-Karlsbrunn, welche einen Theil des Unterdevon bei Karlsbrunn, die feldspathreichen krystallinen Schiefer des Altvater, die Phyllitmulde des Kleinen Seebergs und den Waldenburger Schiefergneisssattel abschneidet; der nordöstliche Flügel der Störungslinie wird von grob krystallinischem Biotitgneiss gebildet, der jenem des Tessthales recht ähnlich ist.

Abhängigkeit des Reliefs vom Gebirgsbau.

Dass im ganzen Kamm der Sudeten die tiefsten Stellen durch weichere Schiefer-Mulden, die Höhen durch widerstandsfähige Gneissgewölbe bedingt werden, hat schon der der Wissenschaft leider so früh entrissenen v. Camerlander

erkannt und hervorgehoben. Auf eine rein der Erosionsmechanik zuzuschreibende Wirkung ist es auch zurückzuführen, dass an den Gipfeln häufig sehr flachgelagerte Schichten angetroffen werden, während die Gräben und Thäler in steilgestellte Schichten eingefurcht sind. Allein auch abgesehen von dieser Modellirung des Reliefs durch Erosion, folgen die beiden Haupterhebungen dem Gewölbebau des Gebirges. Dies gilt auch für die Erhebung und Abdachung des Gebirges von SW gegen NO. Südlich von der Haupterhebungsaxe senkt sich die Streckung der Gesteine (Lineare Parallelstructur, Richtung der Glimmerflasern auf den Schieferungsflächen der Gneisse, Fältelung der Schiefer) nach SW— nördlich von der Axe nach NO, so dass der Verlauf der Haupterhebung des Gebirges mit jenem Streifen zusammenfällt, wo die Streckung horizontal liegt. Die Gestalt des Gebirges ist also in der Structur der Gesteine vorgezeichet; der jetzt als Hauptkamm erscheinende Theil war von Anfang an am höchsten aufgewölbt. Die Streckung zeigt sich dabei im Streichen auf grosse Strecken hin constant (*h* 4), unabhängig von dem vielfach wechselnden Streichen und Fallen der Schichten.

Anogene und katogene Dynamometamorphose.

In allen Gesteinen des kurz geschilderten Gebietes finden sich Structuren entwickelt, die auf Wirkung von Druckkräften hinweisen: Schieferung und Streckung. Die besondere Art und Weise jedoch, wie diese Structuren ausgebildet sind, ändert sich Hand in Hand mit gewissen Zügen der mineralogischen Zusammensetzung, wenn man von der Grenze des Devons gegen W fortschreitet. Im östlichen Gebiete (Altvater, Peterstein, Abhänge des Heidenkammes in das Tess- und Mertathal) sind die bezeichnenden Minerale Chlorit, ein grüngefärbter Biotit, Sericit und Epidot. Im westlichen Antheil (Kepernik-Gruppe) spielt brauner Biotit die Rolle, die dort den aufgezählten Mineralen zukommt. Im Altvater-Gebiet sind die Erscheinungen, welche als Zeichen von Dynamometamorphose aufgeführt werden, als: Verbiegung, Knickung, Zertrümmerung der grösseren Individuen, undulöse Auslöschung, Mörtelstructur sehr häufig; sie bedingen zum nicht geringen

Theil das schiefrige Wesen der Gesteine, bei den gröber gefügten häufig in einem solchen Ausmass, dass man nicht entscheiden kann, ob vor Eintritt dieser Bewegungen das Gestein schon eine Schieferstructur oder was es überhaupt für eine Structur besessen habe.

Im südwestlichen und westlichen Antheil fehlen solche Druckspuren keineswegs völlig, aber sie sind in weit geringerem Ausmass vorhanden. Denkt man sich diese mechanischen Umformungen hinweg, so behält man immer noch das Bild eines deutlich schiefrigen Gesteins. Auch diese Schieferstructur ist wohl auf Druckwirkungen zurückzuführen. Aber die Art, wie die Gesteine den einwirkenden Druckkräften nachgaben, ist verschieden. Sie folgten den Druckkräften durch Umkrystallisiren, während sie im Altvatergebiet vom Druck mechanisch zerquetscht wurden. Im südwestlichen Theile bildeten sich während der Dauer der Druckwirkung die Gemengtheile, welche das Gestein überhaupt zusammensetzen. Im nordöstlichen Gebiet dagegen solche, welche von den ursprünglichen Gesteinsgemengtheilen verschieden, sonst als secundäre Neubildungen, ja als Producte der Verwitterung eine Rolle spielen.

Hiedurch werden zwei verschiedene Abarten von Dynamometamorphose vorgeführt, die in ihren Wirkungen in extremen Fällen sehr verschieden, dennoch durch ganz allmälige Übergänge verknüpft sind. Die eine ist in Mineralbildung und in den begleitenden chemischen Vorgängen offenbar nahe verwandt mit der normalen Contactmetamorphose granitischer Gesteine; sie erscheint an grössere Erdtiefen geknüpft. Die andere dürfte chemisch mit der Propylitbildung vergleichbar sein und spielt sich näher der Oberfläche ab. Die erste ist katogene, die zweite anogene Dynamometamorphose.

Bildungsweise der Gesteine.

Die Phyllite und Quarzite des Unterdevons sind als ursprünglich klastische Sedimente bisweilen noch in der Structur erkennbar; die darin vorkommenden grünen Amphibolgesteine (Römer's Diorite und dioritische Schiefer) halte ich für umgewandelte Eruptivgesteine und deren Tuffe, für gleichaltrig mit

den sie einschliessenden Sedimenten, also für älter als die Faltung der Sudeten.

Gleicherweise sind auch die ähnlichen Gesteine der Phyllitmulden vom Kleinen Seeberg und Uhustein zu beurtheilen, obgleich der Nachweis klastischer Structur bei den Phylliten gar nicht, bei den Quarziten wenigstens nicht im Gebiete erbracht werden kann.

Die Glimmerschiefer der Schieferhülle des Kepernik-Zuges mit ihren mannigfaltigen Einlagerungen halte ich ebenfalls für umgewandelte Sedimente; die klastische Structur ist völlig verwischt. Als umgewandelte basische Eruptivgesteine mögen hier die in der Gegend von Freiwaldau auftretenden Amphibolite angeführt werden, obzwar es zweifelhaft ist, welche stratigraphische Stellung sie dem Glimmerschiefer des Rothen Berges gegenüber einnehmen.

Die Masse des Kepernikgneisses erscheint als umgewandeltes Intrusivgestein. Es ist jünger als die darüberliegenden Schieferschollen, an deren Umwandlung es activ betheiligt ist, wie der Contacthof ausgezeichneter Staurolith-Andalusit führender Glimmerschiefer beweist. Die Structur dieses Gesteins wird verständlich, wenn wir Erstarrung und Umbildung (Schieferung) des Gesteins zeitlich mit einander verknüpfen. Die Schieferung des mit granitisch-körniger Structur erstarrten Gesteins erfolgte sofort und unter Umständen, die von denen bei der Erstarrung nicht sehr verschieden waren; die Gemengtheile konnten den umformenden Kräften durch Umkrystallisiren, also ohne mechanische Zerquetschung nachgeben. Eine directe Herausbildung der vorliegenden Structur aus dem magmatischen Zustand erscheint weniger wahrscheinlich wegen der fast vollkommenen Sonderung der Quarz- und Plagioklaspartien.

Das Aufpressen dieser Gneissmasse, die Metamorphose der Staurolith-Andalusit-Schiefer und die Faltung des ganzen Gebirges halte ich für der Hauptsache nach gleichzeitige und ursächlich verknüpfte Vorgänge.

Gleicher Bildung wie der centrale Gneissstock sind auch die petrographisch übereinstimmenden Parallellager. Will man diesen mit den Laccolithen der Eruptivgesteine vergleichen, so

stimmen jene formell mit den begleitenden »sheets« (Lagern) überein.

Am schwierigsten sind die Gesteine des Schiefergneisssattels im Tess-Thale zu beurtheilen. Dass die äusseren Theile desselben sehr alte umgewandelte Sedimente sind, ist wahrscheinlich, so auch die Altvater-Schiefer. Bei den grobkörnigen Gesteinen im Kern des Sattels, sowie bei den Chloritgneissen ist die Frage nicht gelöst. Aus Spuren einer älteren Parallelstructur in manchen Gesteinen dieser Gruppe scheint zu folgen, dass ein Theil derselben schon die Beschaffenheit krystallinischen Grundgebirges besass, als die Aufwölbung des Kepernik-Gneisses eintrat.

---

lite mit Quarzit und Amphibolit

er
} Schiefergneiss des Tess-Thales
her

biet von Zöptau

} Chloritgneiss

der Kepernikgruppe

fer mit Staurolith u. Andalusit

on Freiwaldau

eiss

d Fallen

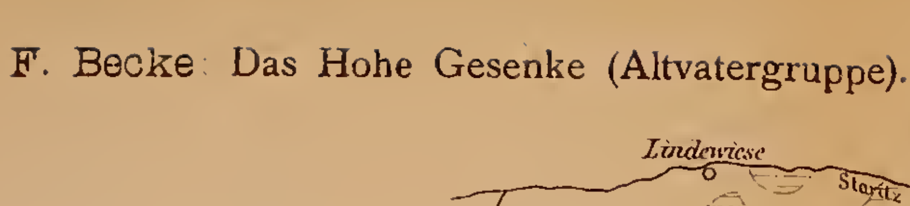
m Streichen abweichend (geneigt)

rallel zum Streichen (horizontal)

eferung

Masstab 1 : 150.000

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien,



F. Becke: Das Hohe Gesenke (Altvatergruppe).

Taf. I.

Unter-Devon

Dunkle Phyllite mit Quarzit und Amphibolit

Glimmerreicher } Schiefergneiss des Tess-Thales
Feldspathreicher }

Amphibolitgebiet von Zöptau

Schiefriger } Chloritgneiss
Grobkörniger }

Schieferhülle der Kepernikgruppe

Glimmerschiefer mit Staurolith u. Andalusit

Amphibolit von Freiwaldau

Kepernik-Gneiss

Granit

Streichen und Fallen

Streckung vom Streichen abweichend (geneigt)

Streckung parallel zum Streichen (horizontal)

Falsche Schieferung

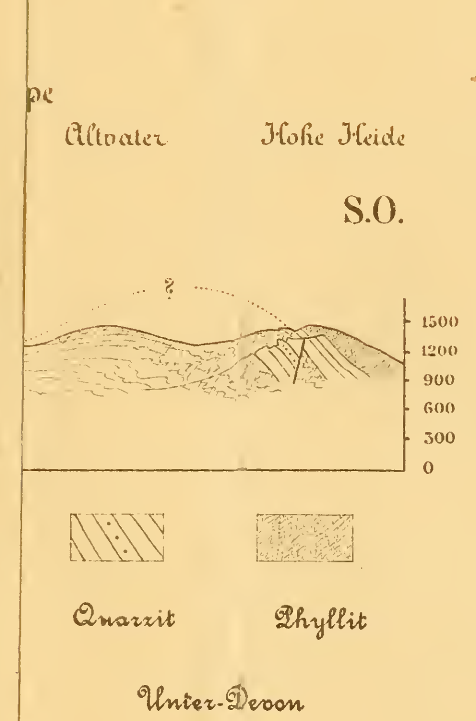
Masstab 1 : 150.000

Autor delin.

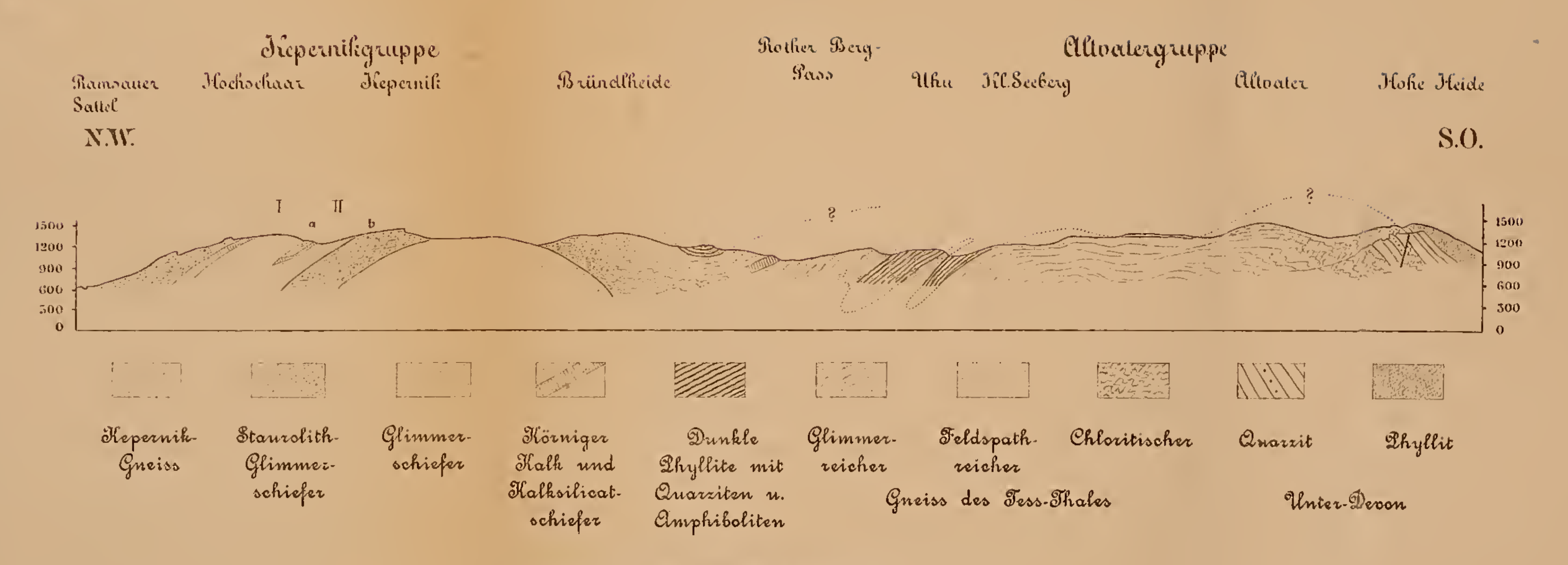
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Taf. II.

pe



Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.



Profil des Hohen Gesenkes 1 : 100.000

Autor delin.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.